第47卷 第4期
2024年4月

干旱区地理
ARID LAND GEOGRAPHY

Vol. 47 No. 4
Apr. 2024

2000—2020年中亚大型湖泊湖冰物候时空变化

赵明杰[1,2]， 王宁练[1,2,3]， 石晨烈[1,2]， 侯靖琪[1,2]

（1. 陕西省地表系统与环境承载力重点实验室，陕西 西安 710127；
2. 西北大学城市与环境学院地表系统与灾害研究院，陕西 西安 710127；
3. 中国科学院青藏高原研究所青藏高原地球系统与资源环境全国重点实验室，北京 100101）

摘 要：湖冰物候变化特征是区域气候变化的敏感指示器之一。近几十年来，由于全球变暖和人为活动的影响，中亚地区的气候发生了显著变化，准确监测湖冰物候对于了解中亚地区气候变化具有重要的科学意义。通过对中亚地区7个大型湖泊（卡拉库尔湖、巴尔喀什湖、咸海、阿拉湖、斋桑泊、查蒂尔-科尔湖以及马卡科尔湖，面积>100 km²）2000—2020年的长期地表反射率数据、气象数据以及湖泊资料的综合分析，利用GIS相关技术探讨其湖冰物候特征及其影响因素。结果表明：(1) 中亚地区的湖泊在9月中旬至11月上旬期间开始结冰，11月底到12月底会完全封冻，湖泊平均冻结时间为35 d；湖冰在3月底至5月中开始消融，4月上至6月上会完全消融，湖泊平均消融时间为18 d。(2) 2000—2020年中亚7个湖泊中有5个湖泊开始冻结日期呈现延后的趋势，平均延后速率为4.86 d·(10a)$^{-1}$，巴尔喀什湖开始冻结日期呈现提前趋势，提前率为1.44 d·(10a)$^{-1}$。完全消融日期呈现提前的趋势，平均提前率为2.90 d·(10a)$^{-1}$。7个湖泊的平均湖冰存在期为171 d，其中有4个湖泊湖冰存在期呈缩短趋势，完全冻结期呈现整体缩短趋势，其中巴尔喀什湖缩短最明显，缩短速率为9.02 d·(10 a)$^{-1}$。(3) 中亚7个湖泊湖冰的冻结-消融空间模式主要分为两类：湖水从两岸向湖心逐渐冻结，消融时从湖岸到对岸；湖水自湖岸冻结至对岸，越先冻结的湖区越先消融。(4) 中亚地区湖泊湖冰物候变化受到湖泊本身（海拔和面积）和气候（气温和降水量）等多个因素的影响，气温是影响湖冰物候的关键因素，气温越高，湖冰存在期越短；面积主要影响湖泊的冻结日期，面积越大，湖泊的湖冰存在期越短；湖冰物候也表现出一定的海拔依赖性，随着海拔的升高，湖泊的湖冰存在期越长。

关 键 词：湖冰物候；气候变化；中亚；MODIS
文章编号：1000-6060(2024)04-0561-15(0561~0575)

气候变化是世界范围内一个重要的共同课题[1]。据IPCC第六次报告称，相对于1850到1900年，全球地表温度已经升高1.09 ℃，并呈现出加速上升趋势[2]。气候变化对全球陆地和海洋生态系统产生了巨大而深远的影响，同时给人们生产生活带来了诸多不利影响，因此明确气候变化响应机制迫在眉睫[3]。自然界中有很多介质可以用来指示气候变化，比如海平面、冰川、冻土、湖泊等，湖泊在全球水循环中发挥着至关重要的作用，其湖泊面积、水位以及湖冰物候等都可以作为区域气候变化的指标[4]，其中湖冰物候对区域气候变化响应异常敏感[5-8]。高纬度地区的湖泊会随着天气变冷而产生湖冰[9-10]，湖冰物候变化对气候、环境和社会经济活动会产生重要的影响[11-13]。此外，湖冰物候与湖水能量平衡变化有直接的关系[14]，可以很好地反映区域乃至全球气候变化[15-16]。过去几十年来，北半球的湖冰正在持续减少[8]，而且随着未来气温升高，这种情况将会更加严重[10]。因此，研究湖冰物候特征及相关因素，对于进一步认识湖泊对全球气候变化的响应规律和反馈机理，具有十分重要的科学意义。

湖冰物候研究早期主要采用野外实地观测的方法来获取湖冰物候数据。但这种方法容易受到

收稿日期：2023-05-05； **修订日期**：2023-06-16
基金项目：国家自然科学基金项目(42130516)；第二次青藏高原综合科学考察研究(2019QZKK020102)资助
作者简介：赵明杰(1999-)，男，硕士研究生，主要从事湖冰物候研究. E-mail: 17600776722@163.com
通讯作者：王宁练(1966-)，男，博士，教授，主要从事冰冻圈和全球变化研究. E-mail: nlwang@nwu.edu.cn

天气、环境、技术的影响，无法获取准确、长时间序列、大范围的湖冰物候数据。近年来，随着遥感技术的蓬勃发展，利用高时空分辨率的遥感影像来获取湖冰物候信息已经成为一种研究趋势[17]。基于遥感的湖冰物候监测主要有微波遥感和光学遥感。微波遥感又有被动微波和主动微波之分，其中被动微波遥感具有高时间分辨率（每天2次或更多），但空间分辨率相对较低（>10 km），因此被动微波适合监测大型湖泊的湖冰变化，例如青藏高原上的青海湖[18-20]，以及加拿大的大熊湖和大奴湖[21]和中国、俄罗斯之间的界湖兴凯湖[22]。而主动微波遥感具有较高的空间分辨率，ERS（方位方向<30 m，距离方向<26.3 m）被用于监测湖泊结冰过程和冰厚度[23-24]；Radarsat（1~100 m）被用于监测湖泊的冻结和消融过程[25-26]。相比被动微波遥感，主动微波遥感的时间分辨率较低（ERS为3 d，Radarsat为24 d），不能满足对湖冰进行高频次检测的需求[27-28]。光学遥感如MODIS影像，其同时具有高时间和高空间分辨率（1 d，空间分辨率为250 m），被广泛应用于监测湖冰物候变化。如：郜雪楠等[29]使用MODIS数据，分析了2000—2020年色林错湖冰物候特征及其影响因素。Yao等[30]利用MODIS和Landsat数据提取了2000—2011年可可西里地区22个湖泊的湖冰物候，并对相关的影响因子进行了讨论。吴艳红等[31]使用MODIS数据，提取了纳木错湖2000—2015年间的湖冰物候数据，基于相关模型重建了1963—2018年纳木错湖的湖冰物候序列，分析了60多年来纳木错湖冰物候的变化特点。

先前湖冰物候的研究多集中在高海拔高纬度地区，对于中亚地区湖冰物候的研究较少。中亚位于欧亚大陆中部，75%的地区属于干旱半干旱的大陆性气候[32]，其中包括数千个湖泊，这些湖泊对中亚地区生态系统的可持续性和人类福祉有着重要的意义[33]。中亚湖泊的相关研究主要集中在湖泊面积以及水位与水量的变化。如Che等[33]利用terraPulse™月度Landsat衍生的地表水域范围数据集和HydroLAKES数据集，对2000—2015年中亚湖泊面积的时空变化进行了研究。Huang等[34]利用SRTM和Landsat影像构建了面积-水位-水量变化的经验模型，并估计9619个湖泊中最大水量和最小水量。Hu等[35]利用3个GRACE卫星数据集和5个全球水文模型对2003—2014年中亚干旱区陆地储水量变化进行研究。对于中亚地区湖泊湖冰物候的研究相对较少，而且精度较差。因此，本文基于MODIS地表反射率数据，提取了2000—2020年中亚地区湖泊的湖冰物候信息，分析了湖冰物候变化特征，并利用气象数据和现有湖泊资料，讨论了气温、降水、湖泊面积以及海拔对湖冰物候的影响。

1 研究区概况

中亚一般意义上包括土库曼斯坦、哈萨克斯坦、吉尔吉斯斯坦、塔吉克斯坦和乌兹别克斯坦。中亚的地势总体上东南高、西北低，气候干燥，降水稀少，昼夜温差较大[36-37]，占世界干旱半干旱地区总面积的34%[38]，是全球最大的非地带性干旱区[39]（图1）。中亚干旱地区缺水严重，可供开发的淡水资源很少[40]，因此对于中亚地区，湖泊是非常重要的水资源[41]。中亚湖泊总面积超过88000 km^2，其中约3000个湖泊面积>1 km^2，40多个湖泊面积超过100 km^2[42-43]。由于独特的气候，中亚大多数湖泊的水源来自冰川融化、山区降水和河流径流[44]。

其中选择7个湖冰存在期稳定的并且面积>100 km^{2}湖泊（云量较少，像素误差分类较少，湖泊冻结消融明显）作为研究湖泊，它们分别是卡拉库尔湖、巴尔喀什湖、咸海、阿拉湖、斋桑泊、查蒂尔-科尔湖以及马卡科尔湖。表1为7个湖泊的详细信息，包括海拔高度、面积大小以及湖泊类型。

2 数据与方法

2.1 数据

2.1.1 MODIS地表反射率数据 MODIS是Terra和Aqua两颗卫星上重要的传感器，本文所使用是MODIS逐日地表反射率产品MOD09GQ（Terra）和MOD09GQ（Aqua），该数据时间分辨率为1 d，空间分辨率为250 m。利用RS和GIS技术对遥感数据进行处理，提取7个湖泊的湖冰物候。

2.1.2 Landsat数据 Landsat是美国航空航天局与美国地质调查局的联合计划，该计划提供了现有的世界上最长的连续空基观测记录，从计划开始到现在，共发射了9颗卫星。本研究用到的Landsat数据（时间分辨率为16 d，空间分辨率为30 m）主要包括：Landsat7、Landsat8（表2），通过获取MODIS和Landsat同时过境的数据，来检验MODIS数据提取湖

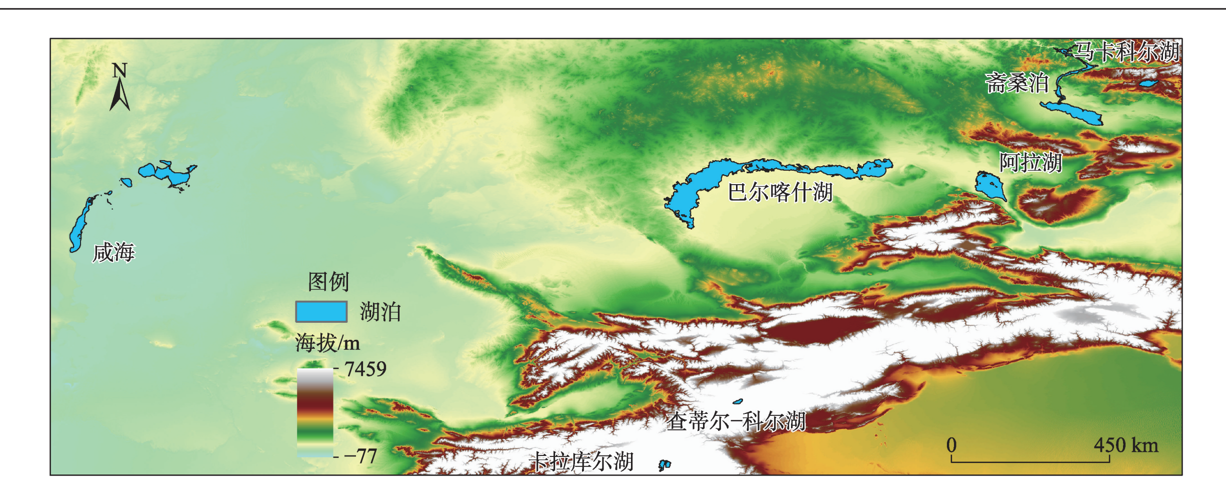


图1　研究区湖泊分布

Fig. 1　Distribution of lakes in the study area

表1　研究中使用的湖泊信息

Tab. 1　Lake information used in the study

湖泊名称	地理位置	面积/km²	年份	海拔/m	湖泊类型
卡拉库尔湖	39°02′24″N,73°25′12″E	380	2015	3914	咸水湖
巴尔喀什湖	46°10′27″N,74°20′25″E	16996	2021	342	东为咸西为淡
查蒂尔-科尔湖	40°37′25″N,75°18′20″E	181	2020	3530	咸水湖
马卡科尔湖	48°45′23″N,85°45′29″E	455	2019	1445	咸水湖
阿拉湖	46°10′17″N,81°35′15″E	2650	2016	347	咸水湖
斋桑泊	48°00′07″N,84°00′05″E	1810	2021	388	淡水湖
咸海	45°53′25″N,60°23′21″E	3300	2008	39	咸水湖

表2　研究中使用的Landsat数据

Tab. 2　Landsat data used in the study

陆地卫星	影像日期(年-月-日)	湖泊名称	陆地卫星	影像日期(年-月-日)	湖泊名称
Landsat7	2016-11-17	卡拉库尔湖	Landsat8	2018-12-09	马卡科尔湖
Landsat7	2016-12-03	巴尔喀什湖	Landsat8	2018-12-25	查蒂尔-科尔湖
Landsat7	2017-01-10	查蒂尔-科尔湖	Landsat8	2019-05-02	咸海
Landsat7	2017-05-12	马卡科尔湖	Landsat8	2019-05-18	斋桑泊
Landsat7	2017-05-28	斋桑泊	Landsat8	2019-11-26	巴尔喀什湖
Landsat7	2017-11-20	咸海	Landsat8	2019-12-12	阿拉湖
Landsat7	2017-12-06	阿拉湖	Landsat8	2019-12-28	卡拉库尔湖
Landsat7	2017-12-22	卡拉库尔湖	Landsat8	2020-01-29	斋桑泊
Landsat8	2018-01-07	巴尔喀什湖	Landsat8	2020-05-04	咸海
Landsat8	2018-05-15	阿拉湖	Landsat8	2020-05-20	卡拉库尔湖

冰物候属性的精度。

2.1.3　*再分析气象数据*　由于中亚地区气象站稀少且连续观测数据周期短,气象站数据不足以支撑研究湖冰物候变化的因果分析。因此,本研究使用再分析气象数据(CRUTS v4.05)来分析湖冰物候变化的影响因素。CRUTS v4.05数据(时间分辨率为1个月,空间分辨率为0.5°),包括1901—2020年逐月的平均气温与降水量,在中亚气候研究中表现出良好的适用性[45-46]。本研究获取了2000—2020年的气温以及降水数据来对湖冰物候变化进行相关性分析。

2.2　方法

2.2.1　*湖冰信息提取*　冰在可见光与近红外波段的反射率高,而水在可见光和近红外波段的反射率较

低[47],因此根据冰和水在红光与近红外波段的反射率差异,利用直方图和目视解译,找到合适阈值来区分冰和水,该方法为阈值法[19]。具体公式为:

$$\text{Lake ice} = \begin{cases} \text{Band1} - \text{Band2} > a \\ \text{Band1} > b \end{cases} \quad (1)$$

式中:Band1、Band2分别为MODIS影像250 m的红光、近红外波段;a、b为阈值,当Band1−Band2>a、Band1>b时,则可以认为是湖冰。

NDSI(Normalized difference snow index)方法也可以用于提取湖冰信息[17]。本文使用NDSI方法提取Landsat数据的湖冰特征信息,其公式如下:

$$\text{NDSI} = \frac{\text{Band2} - \text{Band5}}{\text{Band2} + \text{Band5}} \quad (2)$$

式中:Band2为绿光波段;Band5为短波红外波段。依据计算出来的NDSI结合反射率直方图以及目视解译最终确定阈值,进而区分出湖冰和湖水。

2.2.2 湖冰时间属性定义 湖冰时间属性具体分为:湖泊开始冻结日期(FUS)、完全冻结日期(FUE)、开始消融日期(BUS)、完全消融日期(BUE)。湖冰冻结期(FUD)指湖泊从开始冻结直至完全冻结所用的时间;湖冰消融期(BUD)指湖泊从开始消融直至完全消融所用的时间;湖泊湖冰存在期(ICD)指从湖泊开始冻结到完全消融这段时间;湖泊完全冻结期(CFD)指从湖泊完全冻结至开始消融的这段时期[48]。一般情况下,在湖泊冻结期间,湖泊边缘附近会出现部分未冻结的区域,在湖冰消融过程中,湖岸处也可能会存在零星的湖冰[30,49]。此外,由于天气变化、湖泊边界不匹配、像素分类错误以及不可避免的噪声(尤其是云层)导致的反复冻结和消融,会降低湖冰信息提取的准确性。因此,本研究根据Kropáek等[48]的方法,将湖冰占湖泊面积的10%和90%作为阈值进行湖冰物候的提取。具体公式如下:

$$\text{湖冰物候提取} = \begin{cases} \text{FUS}, & \text{湖冰面积} \geq \text{湖泊面积的}10\% \\ \text{FUE}, & \text{湖冰面积} \geq \text{湖泊面积的}90\% \\ \text{BUS}, & \text{湖冰面积} \leq \text{湖泊面积的}90\% \\ \text{BUF}, & \text{湖冰面积} \leq \text{湖泊面积的}10\% \end{cases} \quad (3)$$

3 结果与分析

3.1 MODIS与Landsat提取湖冰物候信息的交叉验证

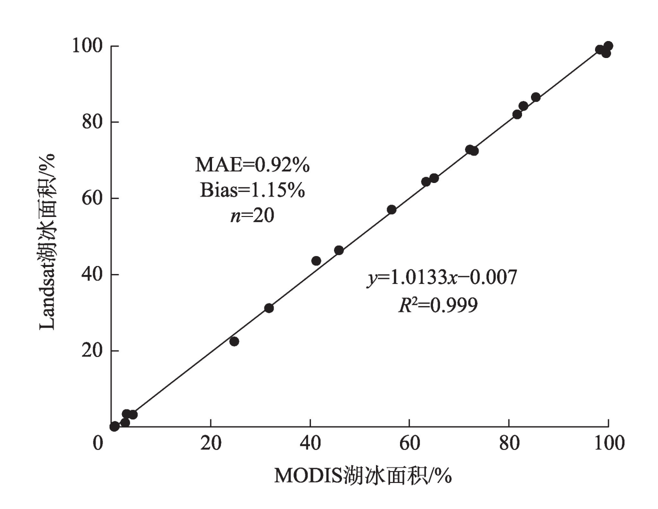
为了评估阈值法提取MODIS湖冰信息的精度,本文使用了Landsat数据进行了验证。在本研究中,选用了测量平均绝对误差(MAE)、测定校正(R^2)和偏差(Bias)等指标来评估了MODIS数据提取湖冰物候的精度。首先,选取了20幅没有云层干扰以及湖泊处于冻结与消融过程中的Landsat影像,然后分别计算出每一幅影像中湖冰面积占整个湖泊面积的百分比。最后将这些比例与MODIS数据提取的湖冰覆盖百分比进行对比。

图2为Landsat数据与MODIS数据提取湖冰面积比例的对比,其结果为:R^2为0.999,MAE为0.92%,Bias为1.15%,这表示MODIS数据根据阈值法提取中亚湖泊的湖冰面积精度较高,可用于提取中亚地区大型湖泊的湖冰物候信息。图3为基于NDSI与阈值法提取2017年12月22日卡拉库尔湖的湖冰信息,其中Landsat影像使用NDSI方法提取的湖冰面积为297.69 km²,MODIS数据基于阈值法提取的湖冰面积为286.15 km²,2种提取方法的误差约为0.58%。

3.2 2000—2020年中亚7湖的湖冰物候特征分析

基于MODIS影像,使用阈值法结合人工目视解译,得到2000—2020年中亚地区所选湖泊的湖冰物候平均特征(表3、图4)。

从图4和表3可以看出,7个湖泊从每年9—11月开始结冰,其中阿拉湖和查蒂尔-科尔湖开始冻结日期是早于7个湖泊的平均冻结日期。阿拉湖开



注:MAE为平均绝对误差;R^2为测定校正;Bias为偏差;n为影像幅数。下同。

图2 Landsat数据与MODIS数据湖冰面积比例对比

Fig. 2 Comparison of lake ice area ratio between Landsat data and MODIS data

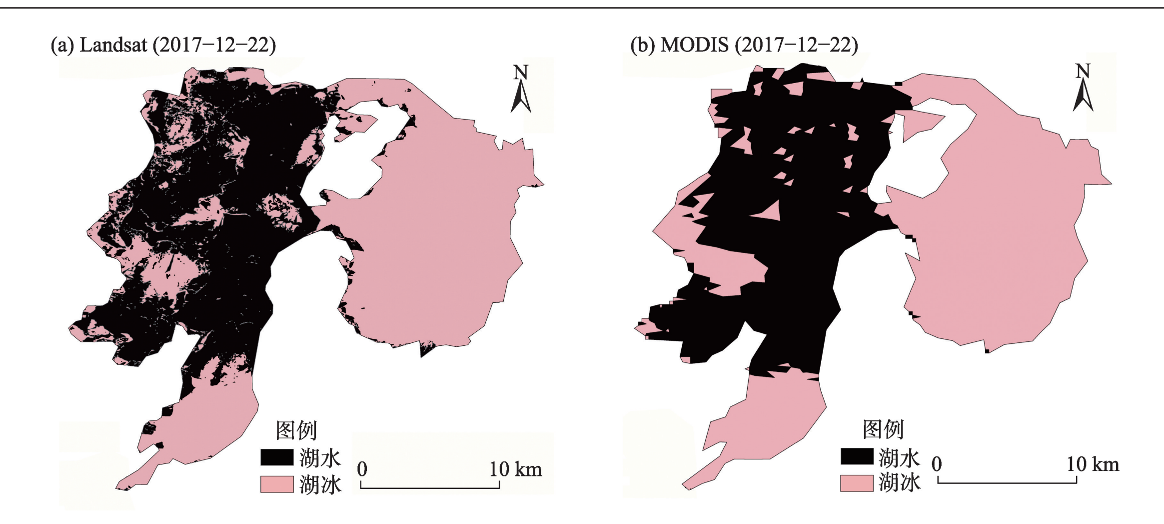


图3　NDSI与阈值法提取湖冰信息

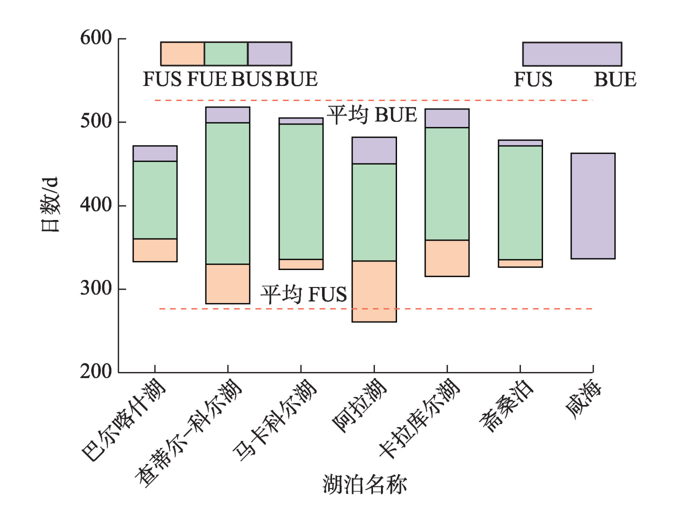
Fig. 3　Extraction of lake ice information by NDSI and threshold method

表3　2000—2020年中亚地区所选湖泊平均湖冰物候统计

Tab. 3　Average lake ice phenology of selected lakes in Central Asia from 2000 to 2020　/d

湖泊名称	开始冻结	完全冻结	开始消融	完全消融	冻结期	消融期	湖冰存在期	完全冻结期
巴尔喀什湖	333	360	453	471	29	19	140	94
查蒂尔-科尔湖	283	330	499	518	49	20	237	170
马卡科尔湖	324	336	498	505	13	8	182	163
阿拉湖	261	334	450	482	75	33	223	117
卡拉库尔湖	315	359	493	516	45	23	202	136
咸海	336	–	365	463	–	–	127	–
斋桑泊	326	335	471	479	10	8	153	137
平均值	311	342	477	491	35	18	171	126

注：采用年积日法，第333 d为当年11月27日，第453 d为次年3月28日。



注：FUS为开始冻结日期；FUE为完全冻结日期；BUS为开始消融日期；BUE为完全消融日期。采用年积日法，第333 d为当年11月27日，第453 d为次年3月28日。下同。

图4　2000—2020年中亚地区所选湖泊平均湖冰物候特征

Fig. 4　Average lake ice phenological characteritics of selected lakes in Central Asia from 2000 to 2020

始冻结日期最早，咸海开始冻结日期最晚。7个湖泊的平均完全冻结时间是在当年的11月底到12月底，平均冻结期为35 d。

7个湖泊的湖冰在次年的3—4月开始消融，其中巴尔喀什湖和阿拉湖日期是早于7个湖泊的平均消融日期。阿拉湖日期开始消融时间最早，而查蒂尔-科尔湖开始消融的时间最晚。7个湖泊的平均完全消融时间是在次年的4—6月，平均消融期为18 d。7个湖泊中，有6个湖泊的冻结期比消融期长，说明中亚地区所选湖泊冻结的速度比消融的速度慢。

7个湖泊在湖冰存在期和完全冻结期上差异很大。湖泊平均湖冰存在期为171 d，其中咸海湖冰的湖冰存在期最短为127 d，查蒂尔-科尔湖冰存在期最长为237 d；湖泊平均完全冻结期为126 d，其中查蒂尔-科尔湖完全冻结期最长为170 d，巴尔喀什湖完全冻结期最短为94 d。

3.3 2000—2020年中亚7湖的湖冰物候变化趋势

2000—2020年7个湖泊湖冰物候变化趋势存在较大的差异(表4、图5~6)。从表4和图5中可以看出,2000—2020年除了巴尔喀什湖[1.44 d·(10a)$^{-1}$]和卡拉库尔湖[0.30 d·(10a)$^{-1}$]的FUS呈缓慢提前趋势外,剩下5个湖的冻结日期都是呈延后趋势,平均延后率为4.86 d·(10a)$^{-1}$,其中查蒂尔-科尔湖推迟最为明显,推迟率为18.00 d·(10a)$^{-1}$。BUE除了卡拉库尔湖外缓慢延后外,其余的呈现提前的趋势,平均提前率为2.90 d·(10a)$^{-1}$,其中阿拉湖提前最明显,提前率为5.70 d·(10a)$^{-1}$。

2000—2020年查蒂尔-科尔湖、马卡科尔湖、阿拉湖和斋桑泊的湖冰存在期呈现出缩短趋势。例如,阿拉湖湖冰存在期缩短趋势为8.7 d·(10a)$^{-1}$;马卡科尔湖、阿拉湖以及斋桑泊的完全冻结期和湖冰存在期都呈现缩短趋势。在7个湖泊中,除了阿拉湖和咸海的冻结期与消融期的趋势相反,其余5个湖泊在冻结期和消融期方面表现出相同的趋势。

4 讨论

4.1 湖泊冻结-消融空间模式特征

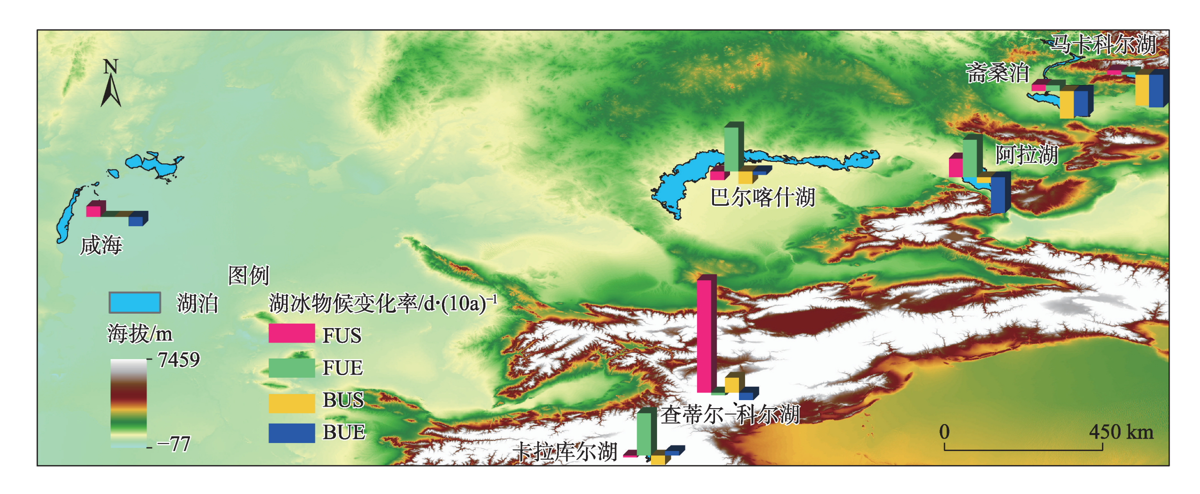
通过对中亚地区所选6个湖泊的冻结-消融过程统计分析,湖泊冻结-消融空间格局分为2种:(1)冻结自湖岸一侧延伸至另一侧,越先冻结的湖区越先消融。符合这种空间格局的湖泊包括:卡拉库尔湖、巴尔喀什湖、阿拉湖、斋桑泊以及马卡科尔湖。为了直观展示这种模式的湖冰物候演变过程,本研究选用巴尔喀什湖为例,如图7和图8[50]所示,由于巴尔喀什湖西部淡水区的盐度通常低于0.5 g·L^{-1},而东部半咸水区的盐度可以高达3 g·L^{-1}以上,所以巴尔喀什湖于11月下旬左右先在湖西南方向开始冻结,湖冰从西南向东北缓慢覆盖,到12月下

表4 2000—2020中亚地区所选湖泊湖冰物候变化趋势

Tab. 4 Change trend of lake ice phenology in selected lakes in Central Asia from 2000 to 2020 /d·(10a)$^{-1}$

湖泊名称	开始冻结	完全冻结	开始消融	完全消融	冻结期	消融期	完全冻结期	湖冰存在期
巴尔喀什湖	−1.44	7.01**	−2.01	−0.58	8.33**	1.44	−9.02	0.87*
查蒂尔-科尔湖	18.00***	−0.40	2.40	−1.20	−19.00***	−5.00	4.10***	−19.20
马卡科尔湖	0.70	0.40	−4.90	−5.20*	−0.40	−0.30	−5.30*	−5.90*
阿拉湖	3.00	6.00**	−0.90	−5.70**	3.00	−4.70**	−7.00**	−8.70*
卡拉库尔湖	−0.30	6.80***	−1.50	0.70	7.00**	2.20	−8.30	1.00***
咸海	1.70	–	–	−1.50	–	–	–	−3.20
斋桑泊	1.00	0.90	−4.40*	−4.00*	−0.10	−0.40	−4.60*	−5.00

注:*、**、***表示通过P值为0.1、0.05、0.01的显著性检验。



注:湖冰物候变化率柱状图朝上为延后趋势,朝下为提前趋势。

图5 2000—2020中亚地区所选湖泊湖冰物候变化趋势空间分布

Fig. 5 Spatial distribution of lake ice phenology change trend in selected lakes in Central Asia from 2000 to 2020

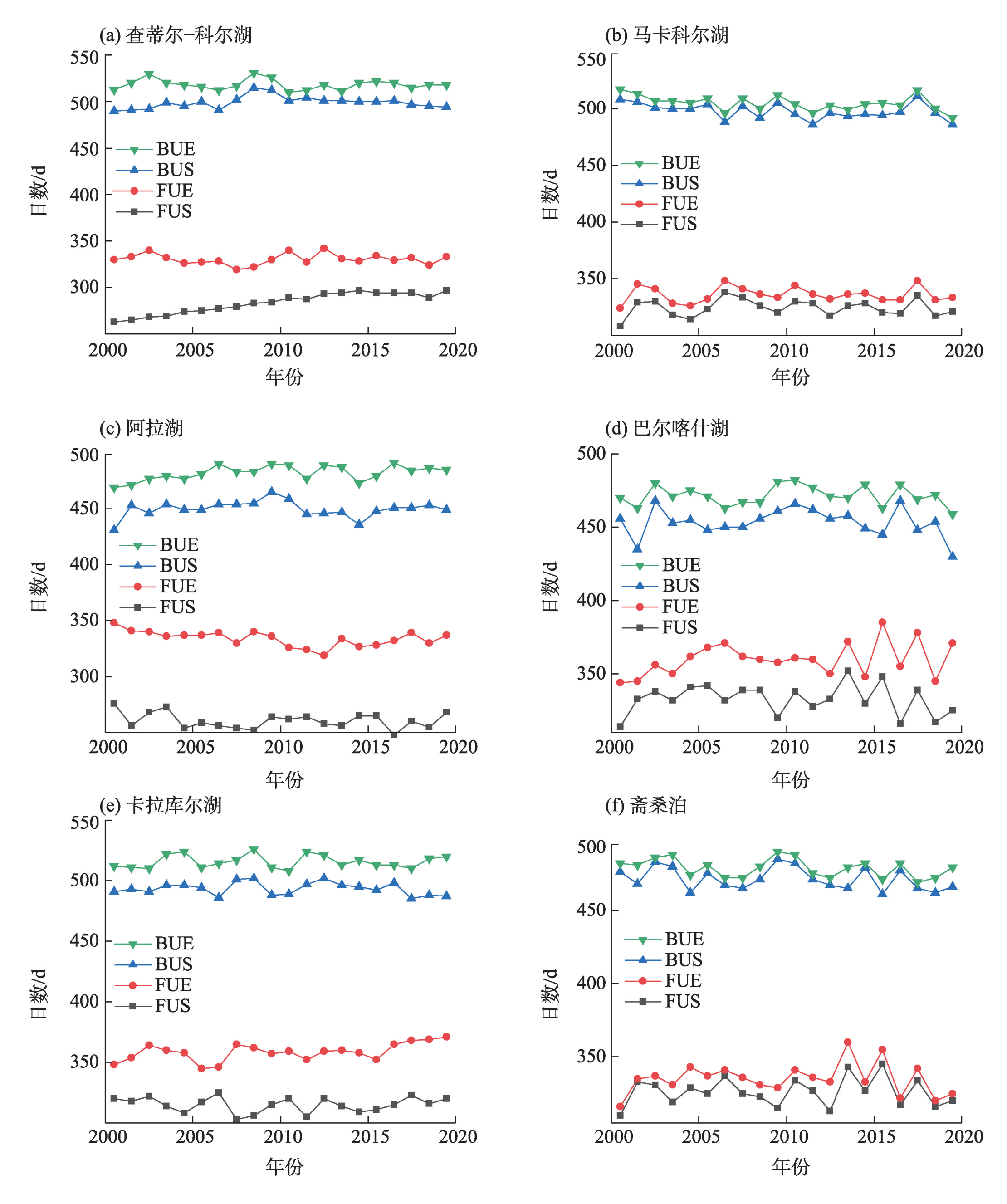


图6　2000—2020年中亚所选湖泊湖冰物候年际变化

Fig. 6　Interannual variation of lake ice phenology in selected lakes in Central Asia from 2000 to 2020

旬完全被冰覆盖，整个湖冰冻结期比较漫长。湖冰消融时，主要从湖的西南岸先消融，然后向东北逐渐消融，到4月中旬，湖冰完全消融。(2) 湖水从两岸向湖心逐渐冻结，消融时从一侧到另一侧，这种模式的湖泊有查蒂尔-科尔湖。图9为查蒂尔-科尔湖湖冰物候演化过程，查蒂尔-科尔湖于10月上旬左右先在湖南北两岸形成岸冰，湖冰由两岸向湖心逐渐蔓延，到12月下旬完全被冰覆盖，整个湖冰冻结期比较长。湖冰消融时，主要从湖的南岸先消融，由南向北迅速消融，到5月中旬，湖冰完全消融。

4.2　气象因素对湖冰物候变化的影响

湖冰物候的形成受到气候条件和湖泊理化特征的影响[18,51]，其中对湖冰物候产生影响的气象因素有：气温、降水、太阳辐射、风速、风向等，以往在其他地区的研究发现，气温是影响湖冰物候的关键因素[52]。为了研究中亚地区选定湖泊的湖冰物候变化与气候变化之间的响应规律，本研究分析了气温和降水量与湖冰物候之间的相关性。

为了验证再分析气象数据的准确性，本研究使

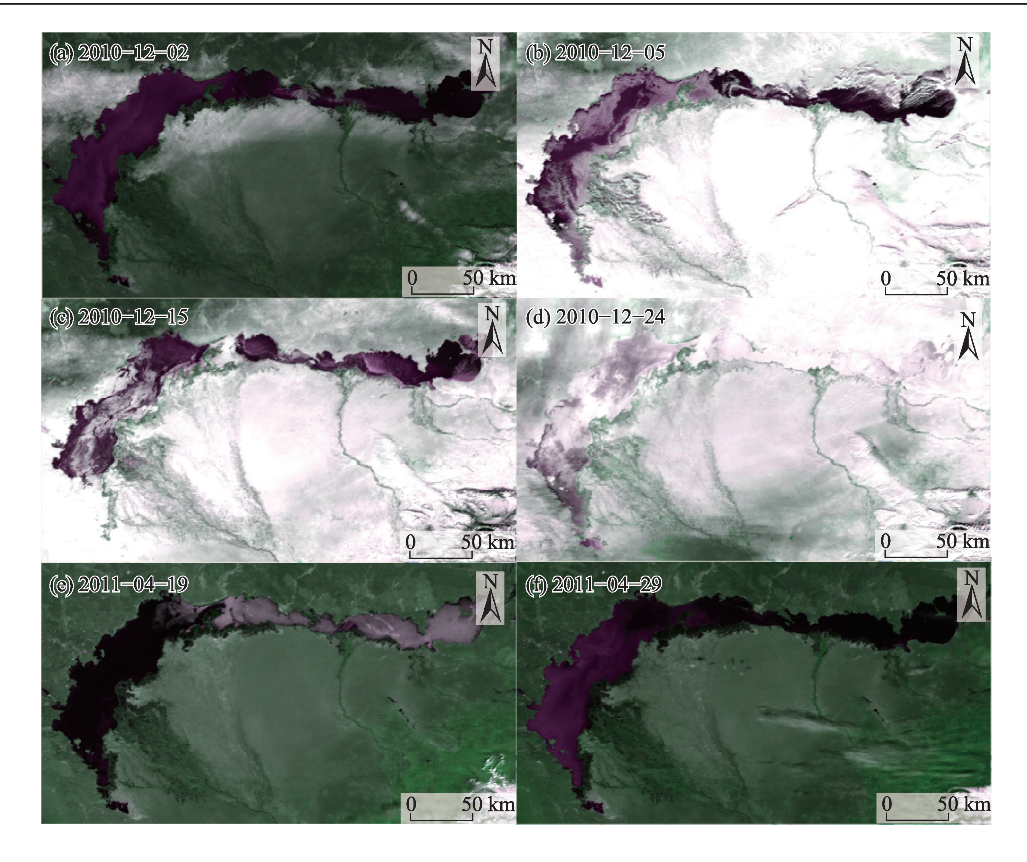


图7 2010—2011年巴尔喀什湖冻结-消融过程

Fig. 7 Freezing-thawing process of Balkhash Lake from 2010 to 2011

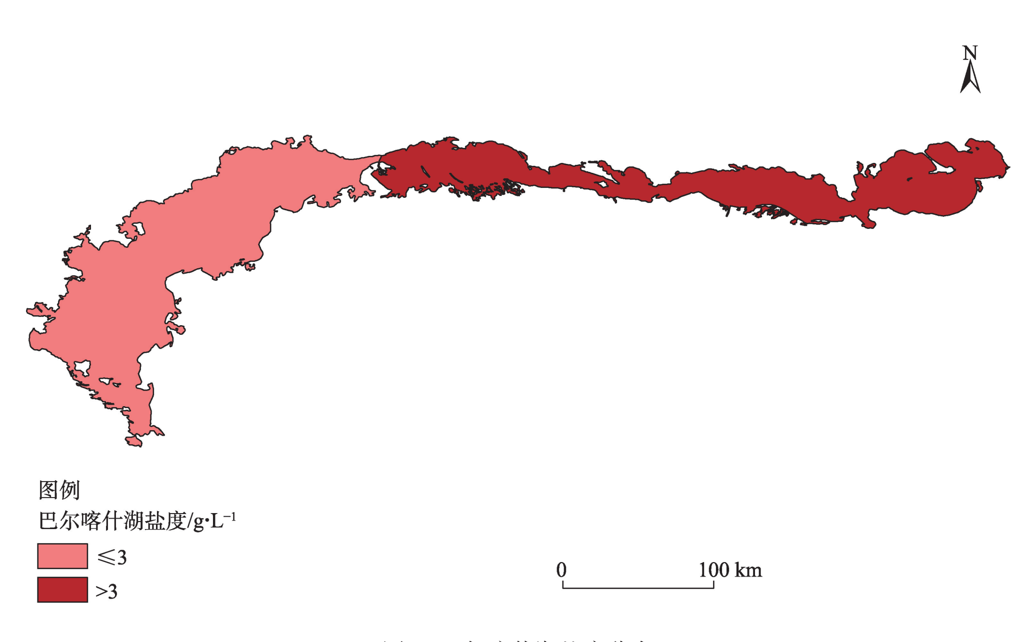


图8 巴尔喀什湖盐度分布

Fig. 8 Salinity distribution map of Balkhash Lake

用2013年6月到2020年12月卡拉库尔湖气象站的月平均气温与CRUTS v4.05对应的数据进行了交叉验证，如图10所示R^2为0.961，MAE为0.211%，Bias为1.807%，这表明CRUTS v4.05数据集可用于讨论中亚地区的气候变化状况。

图11为湖冰物候与气温、降水的相关性。由图11可知，湖冰的存在期、完全冻结期、开始和完全融化期与年平均气温有较强的相关性。年平均气温

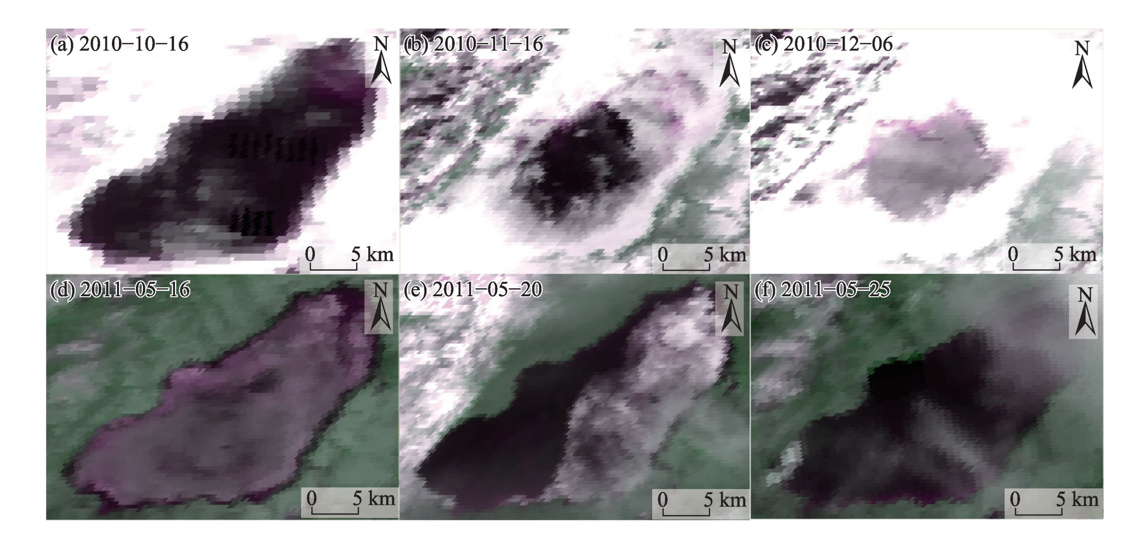
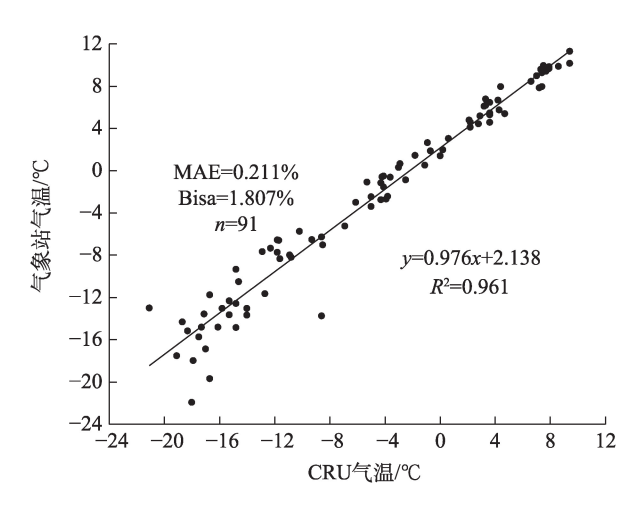


图9 2010—2011年查蒂尔-科尔湖冻结-消融过程

Fig. 9 Freezing-thawing process of Chatir Kol from 2010 to 2011



注：n为对应数据的个数。

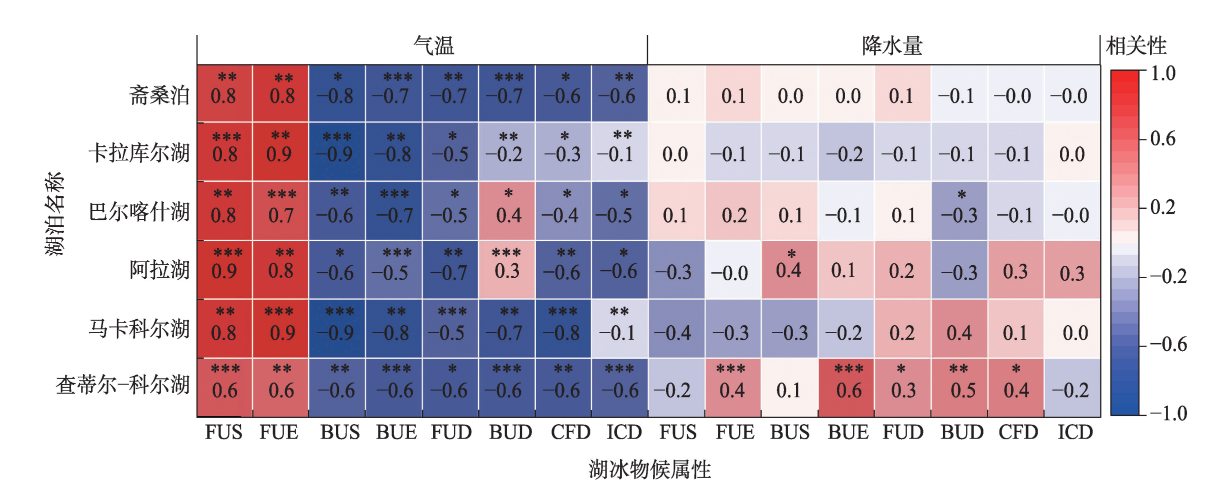
图10 CRUTS v4.05数据集精度验证

Fig. 10 Precision validation of CRUTS v4.05 dataset

较低时，湖冰的存在期和完全冻结期较长，年平均气温较高时，湖冰的存在期较短。此外，中亚湖泊开始和完全融化的日期与年平均气温呈较强的负相关。这表明气温是中亚湖泊湖冰物候变化的决定因素。此外，分析结果还表明，降水对中亚地区湖泊湖冰物候的变化影响不大。

4.3 湖水理化性质对湖冰物候变化的影响

4.3.1 湖冰物候特征与湖泊面积之间的关系 湖泊面积会影响湖冰物候的变化[53]。图12为近20 a 7个湖泊的平均面积与FUS、BUE、ICD的相关性。从图中可以看出，中亚地区7个湖泊面积与FUS呈正相关，与BUE呈负相关，这表明湖泊面积越大，湖水开始结冰的时间愈迟，融化愈快，湖冰的存在期就越短。



注：FUD为冻结期；BUD为消融期；CFD为完全冻结期；ICD为湖冰存在期；负数代表负相关。

图11 湖冰变化物候与气象因子变化的相关性热图

Fig. 11 Correlation heat map of lake ice change phenology and changes in meteorological factors

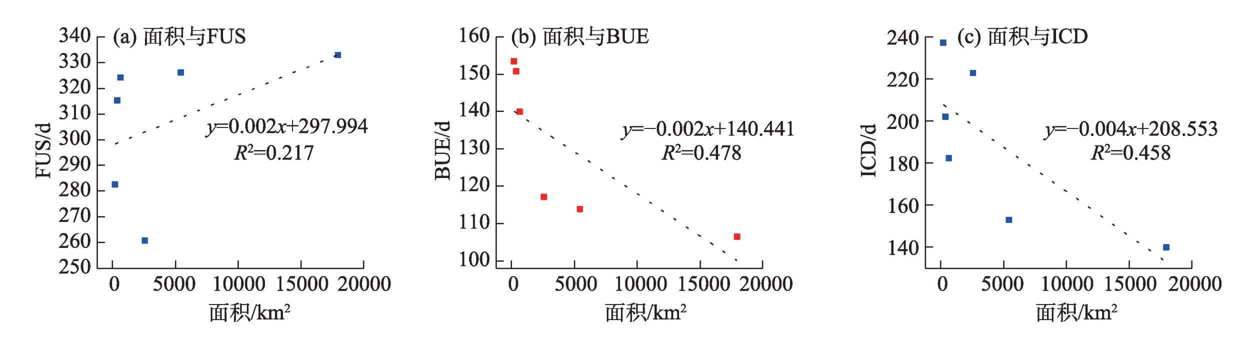


图12 中亚地区湖泊湖冰物候与湖泊面积关系图

Fig. 12 Relationship between lake ice phenology and lake area in Central Asia

图13为2000—2020年中亚湖泊面积与FUS变化率、BUE变化率、ICD变化率的相关性，从图中可以看出面积与FUS变化率、BUE变化率、ICD变化率的相关系数分别为-0.42、0.24、-0.45，湖泊面积与FUS和ICD变化率呈现负相关，这说明湖泊面积越大，湖泊的FUS和ICD的变化速率越慢；湖泊面积与BUE变化率呈现正相关，表明湖泊面积越大，BUE变化速率越快。

4.3.2 湖冰物候特征与湖泊海拔之间的关系 湖面海拔会影响湖冰物候的变化[50]。图14为湖泊海拔与FUS、BUE、ICD的相关性。从图中可以看出海拔与FUS呈负相关，与BUE和ICD呈显著正相关。这说明湖面海拔越高，湖水开始结冰的时间越早，消融的时间越晚，湖冰存在期越长。

图15为2000—2020年中亚湖泊海拔与FUS变化率、BUE变化率和ICD变化率的相关性，从图中可以看出海拔与FUS、BUE、ICD的相关系数分别为0.49、0.63、0.43，都呈现出正相关趋势，这说明随着海拔的升高，湖泊的FUS、BUE以及ICD的变化速率都在加快。

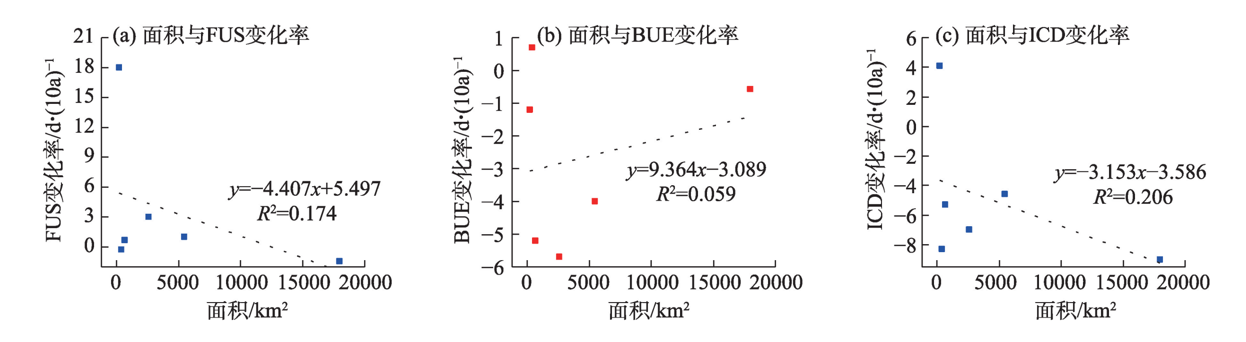


图13 中亚地区湖泊湖冰物候平均变化率与湖泊面积关系图

Fig. 13 Relationship between the average change rate of lake ice phenology and lake area in Central Asia

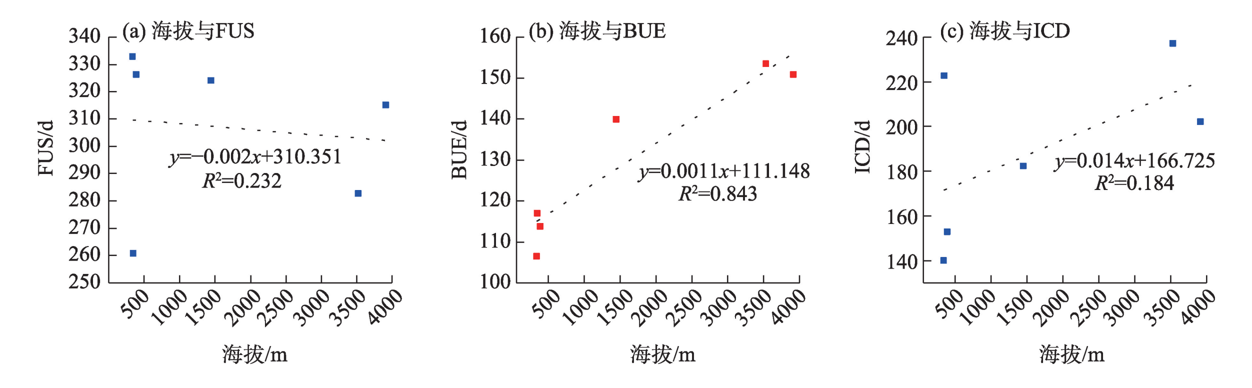


图14 中亚地区湖泊湖冰物候与湖泊海拔关系图

Fig. 14 Relationship between lake ice phenology and lake altitude in Central Asia

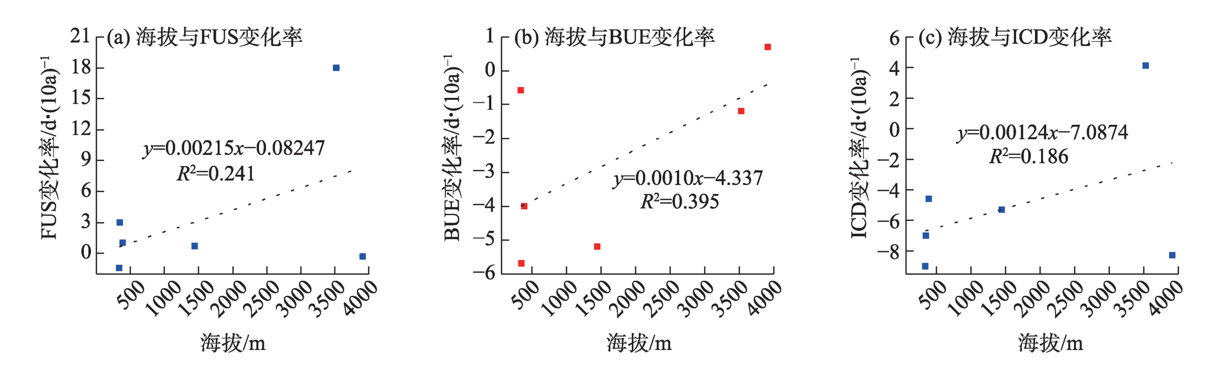


图15 中亚地区湖泊湖冰物候平均变化率与湖泊海拔关系图

Fig. 15 Relationship between the average change rate of lake ice phenology and lake altitude in Central Asia

4.4 无量纲化分析

无量纲化是一种数据分析方法，旨在将数据集中的多个变量转换为一组无单位的变量，以便更好地理解和分析数据。这个过程可以减少数据的复杂性，提高数据的处理效率，并提高数据分析的精度和准确性。本文采用标准化进行无量纲分析，具体公式如下：

$$x_j = \frac{x_j - \mu_j}{\sigma_j} \tag{4}$$

式中：x_j 为 n 个训练样本中第 j 个特征值组成的向量；μ_j 为训练样本中的均值；σ_j 为训练样本的标准差。

4.4.1 单个湖泊的无量纲化分析 以巴尔喀什湖为例，将湖冰物候信息、冬半年气温、降水量、面积采用标准化方式进行无量纲化处理，然后进行多元回归分析，进而分析出冬半年气温、降水量、面积对湖冰物候的影响程度。具体分析结果如下：

$$\begin{aligned}
FUS &= 0.457X^{*} - 0.030Y + 0.247Z^{*} + 8.734E - 11\\
FUE &= 0.657X^{***} - 0.037Y + 0.427Z^{**} - 7.511E - 11\\
BUS &= -0.109X^{*} + 0.150Y - 0.013Z + 6.560E - 11\\
BUE &= -0.306X^{*} + 0.013Y - 0.068Z - 2.072E - 12\\
FUD &= 0.285X^{*} - 0.023Y + 0.237Z^{*} + 3.584E - 11\\
BUD &= -0.170X^{*} - 0.237Y + 0.099Z - 2.867E - 11\\
CFD &= -0.503X^{**} + 0.022Y - 0.160Z - 3.986E - 11\\
ICD &= -0.517X^{**} + 0.114Y - 0.302Z + 2.648E - 11
\end{aligned} \tag{5}$$

式中：X 为冬半年气温；Y 为降水量；Z 为面积；*、**、***表示通过 P 值为0.1、0.05、0.01的显著性检验。结果表明，气温是影响湖冰物候的关键因素，面积主要影响湖冰物候的FUE和CFD，降水量对湖冰物候的影响相对较小。

4.4.2 不同湖泊的无量纲化分析 以6个湖泊2000—2020年的平均湖冰物候、平均湖泊面积以及湖泊海拔进行无量纲处理，然后进行多元回归分析，进而分析出面积和海拔对湖冰物候的影响程度。具体分析结果如下：

$$\begin{aligned}
FUS &= 0.357X - 0.199Y + 3.324E - 11\\
FUE &= 0.204X - 0.578Y - 9.637E - 11\\
BUS &= -0.660X + 0.224Y - 3.737E - 11\\
BUE &= -1.158X^{**} + 0.914Y^{*} - 1.524E - 10\\
FUD &= -0.220X + 0.346Y - 5.774E - 11\\
BUD &= 0.376X - 0.617Y + 6.389E - 11\\
CFD &= -0.254X + 0.306Y + 2.177E - 10\\
ICD &= -0.047X + 0.520Y - 8.661E - 11
\end{aligned} \tag{6}$$

式中：X 为海拔；Y 为面积。结果表明，除了FUE主要受湖泊面积影响外，其他湖冰物候主要受海拔影响。

4.5 现有研究结果对比

通过文献搜索查阅发现，研究中亚地区湖冰物候变化的文章非常少，我们统计了现有研究结果和本研究的结果的差异（表5）。Hou等[54]使用了MODIS地表温度数据，通过设置一定阈值来提取湖冰

表5 本研究与现有研究结果对比

Tab. 5 Comparison of the results of this study with existing research

作者	研究区域	研究数据	数据分辨率	阈值范围/%	时间跨度	优点	缺点
Hou等[54]	北半球中纬度地区	MODIS地表温度产品	1 d；1 km	20 80	2002—2020年	一天可以使用四幅影像进行湖冰属性的提取	没有进行动态阈值设定，提取精度较差
本文	中亚五国	MODIS地表反射率产品	1 d；250 m	10 90	2000—2020年	数据空间分辨更高，湖冰属性提取精度更高	采用动态阈值提取湖冰信息，耗时长

的范围；而本研究采用MODIS地表反射率数据，通过设置动态阈值来提取湖冰。前者虽然可以一天获取多景数据来减少云的影响，但由于不同湖泊自身理化性质（如盐度等）的差异，使用固定阈值带提取湖冰物候属性会存在一定的误差。而本研究采用250 m的反射率数据，具有更高的空间分辨率，且动态的设置阈值，其精度更高。

5 结 论

本文基于MODIS与Landsat数据并结合相关的气象数据，分析了中亚地区7个湖泊的长期湖冰物候特征及其影响因素，主要结论如下：

（1）2000—2020年中亚的湖泊从每年9—11月开始结冰，湖冰在3—6月逐渐完全消融。7个湖整体平均冻结期和平均消融期为35 d和18 d，湖冰平均完全冻结期和平均存在期为126 d和171 d。

（2）2000—2020年中亚7个湖泊中有5个湖泊开始冻结日期呈现延后的趋势，平均延后率为4.86 d·$(10a)^{-1}$。总体上，完全消融日期有提前的趋势，平均提前率为2.90 d·$(10a)^{-1}$。其中有4个湖泊湖冰存在期呈缩短趋势，平均缩短率为9.90 d·$(10a)^{-1}$。完全冻结期呈整体缩短趋势，平均缩短率为5.00 d·$(10a)^{-1}$。

（3）中亚7个湖泊湖冰的冻结-消融空间模式主要分为两类：湖水自湖岸冻结至对岸，越先冻结的湖区越先消融；湖水从两岸向湖心逐渐冻结，消融时从湖岸到对岸。

（4）中亚地区湖冰物候变化受到多种因素的综合影响，包括湖泊自身的特征（如海拔、面积等）和气候变化（如气温和降水量等）。气温是影响湖冰物候的关键因素，气温越高，湖冰存在期越短；面积越大，湖泊的湖冰存在期越短；随着海拔的升高，湖泊的湖冰存在期越长。

参考文献（References）

[1] Wang X, Qin D H, Ren J W, et al. Numerical estimation of thermal insulation performance of different coverage schemes at three places for snow storage[J]. Advances in Climate Change Research, 2021, 12(6): 903-912.

[2] IPCC. Climate change 2022: Impacts, adaptation and vulnerability [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2022: 14-26.

[3] Alimonti G, Mariani L, Prodi F, et al. A critical assessment of extreme events trends in times of global warming[J]. The European Physical Journal Plus, 2022, 137(1): 1-20.

[4] Guo L N, Wu Y H, Zheng H X, et al. Uncertainty and variation of remotely sensed lake ice phenology across the Tibetan Plateau[J]. Remote Sensing, 2018, 10(10): 1534, doi: 10.3390/rs10101534.

[5] Du J Y, Kimball J S, Duguay C R, et al. Satellite microwave assessment of northern hemisphere lake ice phenology from 2002 to 2015 [J]. The Cryosphere, 2017, 11(1): 47-63.

[6] Hampton S E, Galloway A W, Powers S M, et al. Ecology under lake ice[J]. Ecol Lett, 2017, 20(1): 98-111.

[7] Wang W, Lee X H, Xiao W, et al. Global lake evaporation accelerated by changes in surface energy allocation in a warmer climate [J]. Nature Geoscience, 2018, 11(6): 410-414.

[8] Sharma S, Blagrave K, Magnuson J J, et al. Widespread loss of lake ice around the Northern Hemisphere in a warming world[J]. Nature Climate Change, 2019, 9(3): 227-231.

[9] Lu J, Qiu Y, Wang X, et al. Constructing dataset of classified drainage areas based on surface water-supply patterns in high mountain Asia[J]. Big Earth Data, 2020, 4(3): 225-241.

[10] Sharma S, Meyer M, Culpepper J, et al. Integrating perspectives to understand lake ice dynamics in a changing world[J]. Journal of Geophysical Research: Biogeosciences, 2020, 125(8): e2020JG005799, doi: 10.1029/2020G005799.

[11] Leppäranta M. Freezing of lakes and the evolution of their ice cover [M]. Berlin: Springer Science & Business Media, 2014: 245-269.

[12] Sharma S, Blagrave K, Magnuson J, et al. Widespread loss of lake ice around the Northern Hemisphere in a warming world[J]. Nature Climate Change, 2019, 9(3): 227-231.

[13] Woolway R, Kraemer B, Lenters J, et al. Global lake responses to climate change[J]. Nature Reviews Earth & Environment, 2020, 1 (8): 388-403.

[14] Woolway R I, Merchant C J. Worldwide alteration of lake mixing regimes in response to climate change[J]. Nature: Geoscience, 2019, 12(4): 271-276.

[15] Kouraev A V, Semovski S V, Shimaraev M N, et al. Observations of Lake Baikal ice from satellite altimetry and radiometry[J]. Remote Sensing of Environment, 2007, 108(3): 240-253.

[16] Marszelewski W, Skowron. Ice cover as an indicator of winter air temperature changes: Case study of the Polish lowland lakes[J]. Hydrological Sciences Journal, 2006, 51(2): 336-349.

[17] 魏秋方, 叶庆华. 湖冰遥感监测方法综述[J]. 地理科学进展, 2010, 29(7): 803-810. [Wei Qiufang, Ye Qinghua. Review of lake ice monitoring by remote sensing[J]. Progress in Geography, 2010, 29(7): 803-810.]

[18] Cai Y, Ke C Q, Duan Z. Monitoring ice variations in Qinghai Lake from 1979 to 2016 using passive microwave remote sensing data [J]. Science of the Total Environment, 2017, 607-608: 120-131.

[19] Che T, Li X, Jin R. Monitoring the frozen duration of Qinghai Lake using satellite passive microwave remote sensing low frequency da-

ta[J]. Chinese Science Bulletin, 2009, 54(13): 2294-2299.

[20] Ke C Q, Tao A Q, Jin X. Variability in the ice phenology of Nam Co Lake in central Tibet from scanning multichannel microwave radiometer and special sensor microwave/image: 1978 to 2013[J]. Journal of Applied Remote Sensing, 2013, 7(1): 073477, doi: 10.1117/1.JRS.7.073477.

[21] Howell S E L, Brown L C, Kang K K, et al. Variability in ice phenology on Great Bear Lake and Great Slave Lake, Northwest Territories, Canada, from SeaWinds/QuikSCAT: 2000—2006[J]. Remote Sensing of Environment, 2009, 113(4): 816-834.

[22] 柯长青, 蔡宇, 肖瑶. 1979年—2019年兴凯湖湖冰物候变化的被动微波遥感监测[J]. 遥感学报, 2022, 26(1): 201-210. [Ke Changqing, Cai Yu, Xiao Yao. Monitoring ice phenology variations in Khanka Lake based on passive remote sensing data from 1979 to 2019[J]. National Remote Sensing Bulletin, 2022, 26(1): 201-210.]

[23] Duguay C R, Lafleur P M. Estimating depth and ice thickness of shallow subarctic lakes using space borne optical and SAR data[J]. International Journal of Remote Sensing, 2003, 24(3): 475-489.

[24] Jeffries M O, Morris K, Weeks W F, et al. Structural and stratigraphic features and ERS 1 synthetic aperture radar back scatter characteristics of ice growing on shallow lakes in NW Alaska, winter 1991—1992[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 1994, 99(C11): 22459-22471.

[25] Duguay C R, Pultz T J, Lafleur P M, et al. RADARSAT back scatter characteristics of ice growing on shallow subarctic lakes, Churchill, Manitoba, Canada[J]. Hydrological Processes, 2002, 16(8): 1631-1644.

[26] Geldsetzer T, Sanden J V D, Brisco B. Monitoring lake ice during spring melt using RADARSAT-2 SAR[J]. Canadian Journal of Remote Sensing, 2010, 36(Suppl. 2): S391-S400.

[27] Chaouch N, Temimi M, Romanov P, et al. An automated algorithm for river ice monitoring over the Susquehanna River using the MODIS data[J]. Hydrological Processes, 2014, 28(1): 62-73.

[28] Latifovic R, Pouliot D. Analysis of climate change impacts on lake ice phenology in Canada using the historical satellite data record [J]. Remote Sensing of Environment, 2007, 106(4): 492-507.

[29] 邰雪楠, 王宁练, 吴玉伟, 等. 近20 a色林错湖冰物候变化特征及其影响因素[J]. 湖泊科学, 2022, 34(1): 334-348. [Tai Xuenan, Wang Ninglian, Wu Yuwei, et al. Lake ice phenology variations and influencing factors of Selin Co from 2000 to 2020[J]. Journal of Lake Sciences, 2022, 34(1): 334-348.]

[30] Yao X J, Li L, Zhao J, et al. Spatial-temporal variations of lake ice phenology in the Hoh Xil region from 2000 to 2011[J]. Journal of Geographical Sciences, 2016, 26: 70-82.

[31] 吴艳红, 郭立男, 范兰馨, 等. 青藏高原纳木错湖冰物候变化遥感监测与模拟[J]. 遥感学报, 2022, 26(1): 193-200. [Wu Yanhong, Guo Linan, Fan Lanxin, et al. Lake ice phenology of the Nam Co at Tibetan Plateau: Remote sensing and modelling[J]. National Remote Sensing Bulletin, 2022, 26(1): 193-200.]

[32] 黄鑫, 焦黎, 马晓飞, 等. 基于RClimDex模型的近60 a中亚极端降水事件变化特征[J]. 干旱区地理, 2023, 46(7): 1039-1051. [Huang Xin, Jiao Li, Ma Xiaofei, et al. Change characteristics of extreme precipitation events in Central Asia in recent 60 years based on RClimDex model[J]. Arid Land Geography, 2023, 46(7): 1039-1051.]

[33] Che X, Feng M, Sun Q, et al. The decrease in lake numbers and areas in Central Asia investigated using a Landsat-derived water dataset [J]. Remote Sensing, 2021, 13(5): 1032, doi: 10.3390/rs13051032.

[34] Huang W, Duan W, Chen Y. Unravelling lake water storage change in Central Asia: Rapid decrease in tail-end lakes and increasing risks to water supply[J]. Journal of Hydrology, 2022, 614: 128546, doi: 10.1016/j.jhydrol.2022.128546.

[35] Hu Z, Zhang Z, Sang Y F, et al. Temporal and spatial variations in the terrestrial water storage across Central Asia based on multiple satellite datasets and global hydrological models[J]. Journal of Hydrology, 2021, 596: 126013, doi: 10.1016/j.jhydrol.2021.126013.

[36] 夏怀霞, 梁涵玮, 陈爽, 等. 中亚地区土地与人口城镇化时空耦合特征[J]. 干旱区地理, 2023, 46(1): 115-126. [Xia Huaixia, Liang Hanwei, Chen Shuang, et al. Spatiotemporal coupling of landscape-demographic urbanization in Central Asia[J]. Arid Land Geography, 2023, 46(1): 115-126.]

[37] 陈佳毅, 赵勇. 伊朗高原和北非感热异常对夏季塔里木盆地降水的影响[J]. 干旱区地理, 2022, 45(5): 1357-1369. [Chen Jiayi, Zhao Yong. Effects of sensible heat anomalies in the Iranian Plateau and North Africa on summer precipitation in the Tarim Basin [J]. Arid Land Geography, 2022, 45(5): 1357-1369.]

[38] 陈曦, 罗格平, 吴世新, 等. 中亚干旱区土地利用与土地覆被变化[M]. 北京: 科学出版社, 2015: 11-15. [Chen Xi, Luo Geping, Wu Shixin, et al. Land use and land cover change in the arid region of Central Asia[M]. Beijing: Science Press, 2015: 11-15.]

[39] 姚俊强, 曾勇, 李建刚, 等. 中亚区域干湿及极端降水研究综述[J]. 气象科技展, 2020, 10(4): 7-14. [Yao Junqiang, Zeng Yong, Li Jiangang, et al. A review of dry-wet climate change and extreme precipitation in Central Asia[J]. Advances in Meteorological Science and Technology, 2020, 10(4): 7-14.]

[40] 郭利丹, 周海炜, 夏自强, 等. 丝绸之路经济带建设中的水资源安全问题及对策[J]. 中国人口资源与环境, 2015, 25(5): 114-121. [Guo Lidan, Zhou Haiwei, Xia Ziqiang, et al. Water resources security and its countermeasure suggestions in building Silk Road Economic Belt[J]. China Population, Resources and Environment, 2015, 25(5): 114-121.]

[41] Bothe O, Fraedrich K, Zhu X. Precipitation climate of Central Asia and the large-scale atmospheric circulation[J]. Theoretical and Applied Climatology, 2012, 108: 345-354.

[42] Lehner B, Döll P. Development and validation of a global database of lakes, reservoirs and wetlands[J]. Journal of hydrology, 2004, 296(1-4): 1-22.

[43] 李均力, 陈曦, 包安明. 2003—2009年中亚地区湖泊水位变化的时空特征[J]. 地理学报, 2011, 66(9): 1219-1229. [Li Junli, Chen Xi, Bao Anming. Spatial-temporal characteristics of lake level changes in Central Asia during 2003—2009[J]. Acta Geographica Sinica, 2011, 66(9): 1219-1229.]

[44] 秦伯强. 近百年来亚洲中部内陆湖泊演变及其原因分析[J]. 湖泊科学, 1999, 11(1): 11-19. [Qin Baiqiang. A preliminary investigation of lake evolution in 20-century in inland mainland Asia with relation to the global warming[J]. Journal of Lake Sciences, 1999, 11(1): 11-19.]

[45] 黄秋霞, 赵勇, 何清. 基于CRU资料的中亚地区气候特征[J]. 干旱区研究, 2013, 30(3): 396-403. [Huang Qiuxia, Zhao Yong, He Qing. Climatic characteristics in Central Asia based on CRU data [J]. Arid Zone Research, 2013, 30(3): 396-403.]

[46] White C J, Tanton T W, Rycroft D W. The impact of climate change on the water resources of the Amu Darya Basin in Central Asia[J]. Water Resources Management, 2014, 28: 5267-5281.

[47] 吴其慧, 李畅游, 孙标, 等. 1986—2017年呼伦湖湖冰物候特征变化[J]. 地理科学进展, 2019, 38(12): 1933-1943. [Wu Qihui, Li Changyou, Sun Biao, et al. Change of ice phenology in the Hulun Lake from 1986 to 2017[J]. Progress in Geography, 2019, 38(12): 1933-1943.]

[48] Kropáek J, Maussion F, Chen F, et al. Analysis of ice phenology of lakes on the Tibetan Plateau from MODIS data[J]. The Cryosphere, 2013, 7(1): 287-301.

[49] Reed B, Buddle M, Spencer P, et al. Integration of MODIS derived metrics to assess inter annual variability in snow-pack lake ice, and NDVI in Southwest Alaska[J]. Remote Sensing of Environment, 2009, 113(7): 1443-1452.

[50] Shen B, Wu J, Zhan S, et al. Spatial variations and controls on the hydrochemistry of surface waters across the Ili-Balkhash Basin, arid Central Asia[J]. Journal of Hydrology, 2021, 600: 126565, doi: 10.1016/j.jhydrol.2021.126565.

[51] Brown L C, Duguay C R. The response and role of ice cover in lake-climate interactions[J]. Progress in Physical Geography, 2010, 34(5): 671-704.

[52] 姚晓军, 李龙, 赵军, 等. 近10年来可可西里地区主要湖泊冰情时空变化[J]. 地理学报, 2015, 70(7): 1114-1124. [Yao Xiaojun, Li Long, Zhao Jun, et al. Spatial-temporal variations of lake ice in the Hoh Xil region from 2000 to 2011[J]. Acta Geographica Sinica, 2015, 70(7): 1114-1124.]

[53] Cai Y, Ke C Q, Li X G, et al. Variations of lake ice phenology on the Tibetan Plateau from 2001 to 2017 based on MODIS data[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2019, 124(2): 825-843.

[54] Hou G, Yuan X, Wu S, et al. Phenological changes and driving forces of lake ice in Central Asia from 2002 to 2020[J]. Remote Sensing, 2022, 14(19): 4992, doi: 10.3390/rs14194992.

Temporal and spatial variations of lake ice phenology in large lakes of Central Asia from 2000 to 2020

ZHAO Mingjie[1,2], WANG Ninglian[1,2,3], SHI Chenlie[1,2], HOU Jingqi[1,2]

(1. Shaanxi Key Laboratory of Earth Surface System and Environmental Carrying Capacity, Northwest University, Xi'an 710127, Shaanxi, China; 2. Institute of Earth Surface System and Hazards, College of Urban and Environmental Sciences, Northwest University, Xi'an 710127, Shaanxi, China; 3. State Key Laboratory of Tibetan Plateau Earth System, Environment and Resources (TPESER), Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China)

Abstract: The phenology of lake ice is a sensitive indicator of regional climate change. Through comprehensive analysis of long-term surface reflectance data, meteorological data, and lake information for seven large lakes (Karakul Lake, Balkhash Lake, Aral Sea, Alakol Lake, Zaysan Lake, Chatir Kol Lake, and Markakol Lake) with an area greater than 100 km^2 in Central Asia from 2000 to 2020, GIS-related technologies were used to explore the characteristics of lake ice phenology and its influencing factors. The results are as follows: (1) Lakes in Central Asia began to freeze from mid-September to early November and completely froze from late November to late December, with an average freezing time of 35 days; lake ice began to melt from late March to mid-May and would completely melt from early April to early June, with an average melting time of 18 days. (2) From 2000 to 2020, the start dates of ice formation in five of the seven lakes in Central Asia exhibited a delayed trend, with an average delay rate of 4.86 days per decade, whereas the start date of Balkhash Lake exhibited an advancing trend, with an advancing rate of 1.44 days per decade. The analysis suggests that this may be due to a decrease in the annual average temperature in the winter half of the year. The complete melting dates showed an advancing trend, with an average advancement rate of 2.90 days per decade. The average ice-covered period for the seven lakes was 171 days, with four of the lakes exhibiting a trend of shortening of the ice-covered period. The complete freezing period shows an overall trend of shortening, with Balkhash Lake exhibiting the most significant reduction, with a rate of 9.02 days per decade. (3) The spatial pattern of the formation and melting of lake ice in the seven lakes in Central Asia can be mainly divided into two categories: the lake water gradually freezes from both sides to the center and melts from the lake shore to the opposite side, or the lake water freezes from the shore to the opposite side and the earlier freezing, lake area melts the sooner. (4) The lake ice phenology changes in Central Asia are influenced by multiple factors such as lake characteristics (altitude and area) and climate (temperature and precipitation). Temperature is the key factor affecting lake ice phenology, and the higher the temperature, the shorter the ice-covered period. The area primarily affects the freezing date of the lake, and the larger the area, the shorter the ice-covered period. As the altitude increases, the ice-covered period of the lake extends.

Key words: lake ice phenology; climate change; Central Asia; MODIS